

—研究ノート—
Scientific Note

シーロメータにより観測されたドームふじの雲・降雪の鉛直分布と季節変化

平沢尚彦^{1*}・藤田耕史²

Seasonal variation in vertical distribution of cloud and snowfall obtained by ceilometer at Dome Fuji Station

Naohiko Hirasawa^{1*} and Koji Fujita²

(2007年11月6日受付; 2008年1月8日受理)

Abstract: A ceilometer was operated at Dome Fuji Station during the 44th Japanese Antarctic Research Expedition from February 2003 to January 2004. This report describes characteristics of the vertical distribution of cloud and snowfall using the backscattering coefficient obtained from the ceilometer. Optically thick cloud in the layer lower than 500 m above the surface appears more frequently in summer season (February 2003, December 2003 and January 2004) than in other seasons. In the upper troposphere from 3000 m to 5000 m height above the surface (that is, from approximately 7000 m to 9000 m above sea level), moderate clouds appear relatively frequently from April to October. In many cases in the polar night, snowfall events in the layer lower than 1500 m give rise to a backscatter coefficient that decreases with height, which is characteristic of a streaky snowfall distribution in a height-time section.

要旨: 第44次南極地域観測隊のドームふじ基地におけるシーロメータ観測の結果から、雲及び降雪粒子の鉛直プロファイルの季節変化の概要をまとめ、特徴的な鉛直プロファイルを示した。夏季の2003年2月、12月、及び2004年1月には高度1000 m以下に明瞭な雲底が検出される場合が比較的多かった。4月から10月には高度3000 mから5000 m (標高約7000–9000 m) 層で夏季より高頻度に雲が観測された。極夜期には高度1500 m以下の層でストリーク状の降雪が観測され、これまでの研究と比較し議論した。このストリーク状の降雪は地上に近いほど後方散乱係数が大きくなる特徴を示した。

1. はじめに

第44次南極地域観測隊(以下、第44次隊と略す)のドームふじ基地でシーロメータによる観測を行った。観測期間は2003年2月1日から2004年1月15日であった。通常シーロメー

¹ 情報・システム研究機構国立極地研究所, National Institute of Polar Research, Research Organization of Information and Systems, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173-8515.

² 名古屋大学大学院環境学研究科, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furocho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601.

* Corresponding author. E-mail: hira.n@nipr.ac.jp

タから発する光は雲底の後方(上層)には透過せず、従ってシーロメータは地上から雲底の高度を測定するための測器である。しかし、第一期ドームふじ観測計画時に得られた知見では、ドームふじ基地上空で観測される雲は星の光を通すような薄い場合が多く、また、極夜期のほとんどの日に晴天降雪があるとされる。このような状況ではシーロメータからの光が上空に透過し、雲及び降雪粒子の鉛直プロファイルを得られる可能性があると考えた。第3章以降で示すように、明瞭な雲底が検出される場合はあったが、冬季には測器の到達限界である高度 7500 m (ドームふじ基地の地表面からの高度) までの大気層に光が届くことが多かった。

これまで、第一期ドームふじ観測結果を使い最終的な積雪量(氷床涵養量)に対する降水量、昇華量、飛雪堆積量の切り分けが試みられている(Kameda *et al.*, 1997, Motoyama *et al.*, 2005 など)。Hirasawa *et al.* (2003) は高層気象観測の湿度プロファイルの補正を検討する中で、接地気温逆転層の下層ほど(地表面に近いほど)凝結が促進される状況になっていることを議論した。また、第38次にはドームふじ基地でライダー観測を通年に渡って実施したが(Hayashi *et al.*, 2004)、PSC (polar stratospheric cloud; 極成層圏雲)を主な対象としており高度 1000 m 以下の大気層では精度の高いデータは得られていない。この中において、第44次隊で行ったシーロメータの観測は、これまで計測していない境界層を含む対流圏下層の雲及び降雪粒子の鉛直分布を明らかにし、南極内陸における降水の特徴を知る手がかりとなる。Fujita and Abe (2006) は、第44次隊のドームふじ基地での日々の降雪中の酸素及び水素の同位体比の分析を行っており、シーロメータ観測から得られる降雪層分布との比較は今後の課題となる。一方、南極点基地では、2000年からライダー観測を開始しており、雲の出現高度などの統計解析が行われている(Mahesh *et al.*, 2005 など)。南極点基地とドームふじ基地との比較は今後の興味深い課題である。

本論文ではシーロメータで測定される後方散乱係数が雲及び降雪粒子の密度と関係すると考え、その鉛直プロファイルの季節変化の概要をまとめる。また、地表面までの対流圏下層に注目し、特徴的な鉛直プロファイルについて議論する。

2. シーロメータと観測概要

測器は Vaisala 社製の CT25K で、その主な性能及び観測の仕様を表1に示す。CT25K は、905 nm の可視領域の光を放射し、前方にある物質からの反射光(後方散乱光の強度)を測定する。一般に、ライダー方程式は下記で与えられる。

$$P_r(z) = P_0 \cdot G(z) \cdot K \frac{c\tau}{2} \cdot \frac{A}{z^2} \cdot \beta(z) \cdot e^{-2 \int_0^z \sigma(z') dz'},$$

ここで、 z : 測器からの距離(通常は高度, m), $P_r(z)$: 距離 z 地点から受ける光の強度(W: ワット), P_0 : 射出強度(W), $G(z)$: 重なり関数(望遠鏡とレーザーの光軸の重なりを表す関数, 無次元数), K : 受光光学系効率(無次元数), c : 光の速度(m/s), τ : レーザーパルスの時

表 1 シーロメータの主な性能及び観測の仕様.

Table 1. Specifications of the ceilometer (Vaisala CT25K) and parameters for observation.

送信機 (Transmitter)	
光源	Indium gallium arsenide (InGaAs) diode laser
中心波長	905±5 nm at 25°C
発光	パルス
パルスの繰り返し数	5.57kHz
1パルスの割り当て時間	約180 μ s (当該時間の折り返し光路長: 約27km)
パルスの50%パワー幅(時間)	100ns
平均出力	8.9mW
受信機 (Receiver)	
検出器	Silicon avalanche photodiode (APD)
サンプリング間隔	100ns
光軸方向分解能	15m (※1 光速 × サンプリング間隔 / 2)
口径	0.5mm
観測	
観測周期	1プロファイル/15秒
高度範囲	30m~7500m
測定値の光軸方向分解能	30m (受信機性能の15m値(※1)を平滑化)
※ 1ns=10 ⁻⁹ s	
※ 7500m高度の光の往復時間: 50 μ s	

間幅 (s), A : 受信機の有効受光面積 (m^2), $\beta(z)$: 距離 z 地点における体積後方散乱係数 ($\text{m}^{-1} \cdot \text{srad}^{-1}$), $\sigma(z)$: 距離 z 地点における消散係数 (m^{-1}) である.

ここで扱う測定値は, 体積後方散乱係数 $\beta(z)$ (以後, 後方散乱係数 ($10^{-6} \sim 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ の程度)) として求められる. シーロメータから発せられた強度 P_0 の光は各高度での消散計数 $\sigma(z')$ (ただし, $z': 0$ から z) と関連して減衰しながら上昇し, 対象高度 z において体積後方散乱係数 $\beta(z)$ に関連して向きを逆に変えた光が同じ路程を消散計数 $\sigma(z')$ により減衰しながら受光部に入る. 従って, 散乱に関わる大気の状態を考える際には, 光は常にその体積の光軸に平行な長さの 2 倍の距離を進むことになり, シーロメータのサンプリング間隔 (100 ns) の間にパルスが進む距離に対する光軸方向の空間分解能は $c \cdot 100 \text{ ns} / 2 = 15 \text{ m}$ (表 1 の※1 に対応) となる. サンプリング間隔とパルスパワーの半値幅 (100 ns) の設計は整合性を持っている. 記録される後方散乱係数データは, この測定値を平滑化し空間分解能は 30 m としている. 実際の観測で受光する強度は, 大気からの散乱の他に, 測器特有の $G(z)$, K , A を考慮する必要がある. また, よく知られているように, 光の強度は距離の 2 乗に反比例する. 尚, パルスの時間間隔は, 折り返しの光路長で約 27 km に相当し, 個々のパルスが重複して受光されることはない.

CT25K はライダーに関する専門的な経験や知識を要求しないよう設計された測器であるため, 一方では, 大気の状態効果補正の変更など観測者が独自にアルゴリズムを組み込むこ

とはできず、測器から得られる後方散乱係数をそのまま使う。今回の計測では測器の対応する最も高い計測周波数である 15 秒ごとのデータを取得した。シーロメータの観測範囲は 7500 m であり、標高が 3810 m のドームふじ基地からは、その冬季の標準的な対流圏界面高度 9000 m を超えて 11310 m に届く。

3. 後方散乱係数の鉛直プロファイルの季節変化

図 1 には月ごとの後方散乱係数の高度—時間断面を示す。15 秒ごとのデータのうち正時の単独プロファイルを抜粋した。後方散乱係数が $0.8 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上を赤で、 $0.25 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上、 $0.8 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 未満の範囲を青色で示す。これらのうち、図中に矢印で示す 2 月 20 日 0900–1400 LT や 7 月 6 日 0400 LT–7 月 7 日 1400 LT など、全高度に渡ってある程度の大きさの後方散乱係数が検出される異常値の場合があった。2 月 20 日には高度 400 m 付近を雲底とする厚い雲に覆われ、その上層に光が届いていない例であり、 $0.25 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上、 $0.8 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 未満の比較的小さな後方散乱係数が全層に散在して現れた。一方、 $0.8 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上の後方散乱係数も散在して現れた 7 月 6–7 日は、射出・受光ガラス面に雪等が乗った可能性があることが記録されており、正常な測定が行われていないものである。2 月のようなケースには雲の後ろ側の領域を、7 月のようなケースにはすべての領域を欠測とし、以後の解析からは除外している。

地上から高度 7500 m 層全体の季節変化として、2003 年 2 月、12、及び 2004 年 1 月の夏季に高度 1000 m 以下に大きな後方散乱係数が現れるが、一年を通して後方散乱係数は小さく、光学的に薄い雲が多いことが示されている。また、冬季の方が夏季に比べ対流圏中上層において雲が現れる頻度が高い。

上に概観した高度ごとの季節変化を詳しく見るために、図 2 に各月についていくつかの高度ごとに後方散乱係数の出現頻度 (%) 分布を示す。これらの高度はドームふじに現れる接地気温逆転層や対流圏界面高度 (平沢ら, 1998, Hirasawa *et al.*, 1999) と関連して選んだ。示した高度は、気温逆転層下部 (60–150 m の平均)、気温逆転層上部 (330–420 m の平均)、気温逆転層上方の準等温層 (720–810 m の平均)、1500 m 層 (1440–1530 m の平均)、3000 m 層 (2940–3030 m の平均)、5000 m 層 (4950–5040 m の平均: 対流圏界面付近)、7500 m 層 (7410–7500 m の平均: 成層圏下部) の 7 層であり、後方散乱係数は 5 つの強度帯に分けた。

最も大きな後方散乱係数 (赤色) は気温逆転層下部において通年現れる。気温逆転層上部から気温逆転層上方の準等温層にかけては、2 月及び 12–1 月を中心とした暖候期に多い。一方、3000 m 層と 5000 m 層では 5–9 月にかけて後方散乱係数 $0.5\text{--}2.0 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ の中程度の大きさの出現頻度が暖候期よりも高くなっている。5000 m 層 (標高約 9000 m) は対流圏界面付近にあたることから、冬季に対流圏中上層の雲が比較的增加する特徴が示唆される。

図 3 は、月別に、厚い雲の陰になる (シーロメータの光が遮断される) 時間的な割合をい

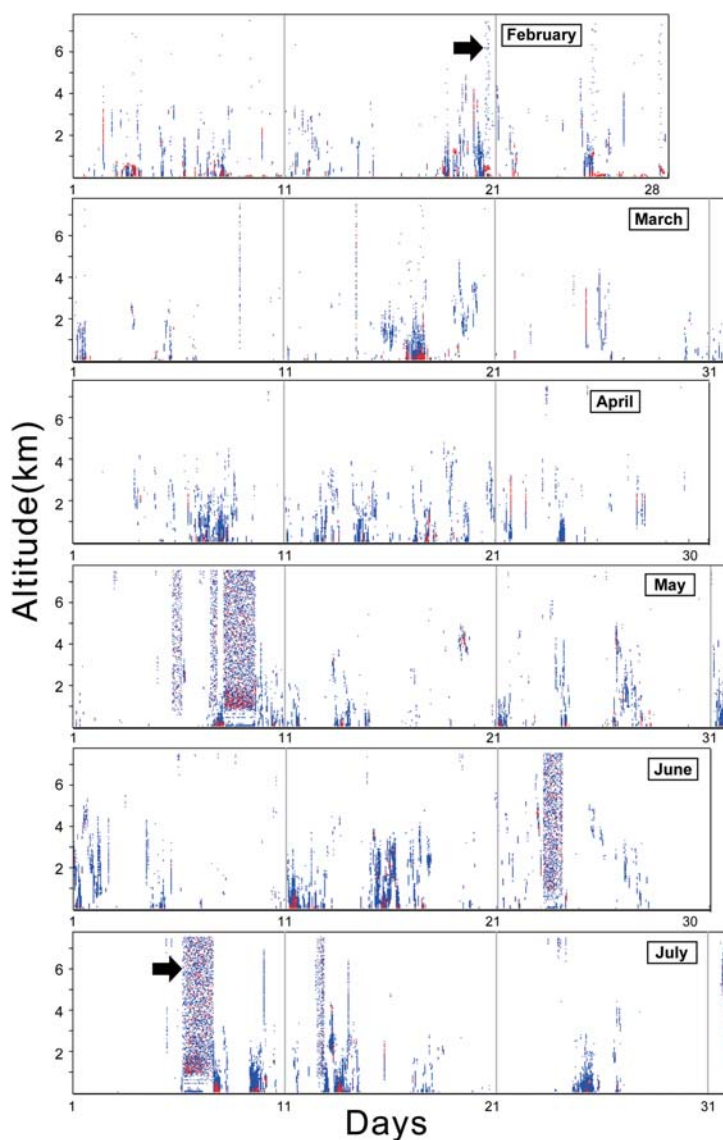


図 1 2003 年 2 月から 2004 年 1 月の月ごとの後方散乱係数の高度—時間断面. 後方散乱係数が $0.8 \cdot 10^{-3} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上を赤で, $0.25 \cdot 10^{-3} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上, $0.8 \cdot 10^{-3} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 未満の範囲を青色で示す. 矢印は 2 月 20 日 09–14 LT と 7 月 6 日 04 LT–7 月 7 日 14 LT に測定値に現れたエラー値を示す.

Fig. 1. Backscattering coefficient distribution in altitude-time section for every month from February 2003 to January 2004. The coefficients larger than $0.8 \cdot 10^{-3} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ are shown in red and those from $0.25 \cdot 10^{-3} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ to $0.8 \cdot 10^{-3} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ in blue. The bold arrows indicate the periods of 09–14 LT 20 February and 04 LT 6 July–14 LT 7 July as samples of erroneous data.

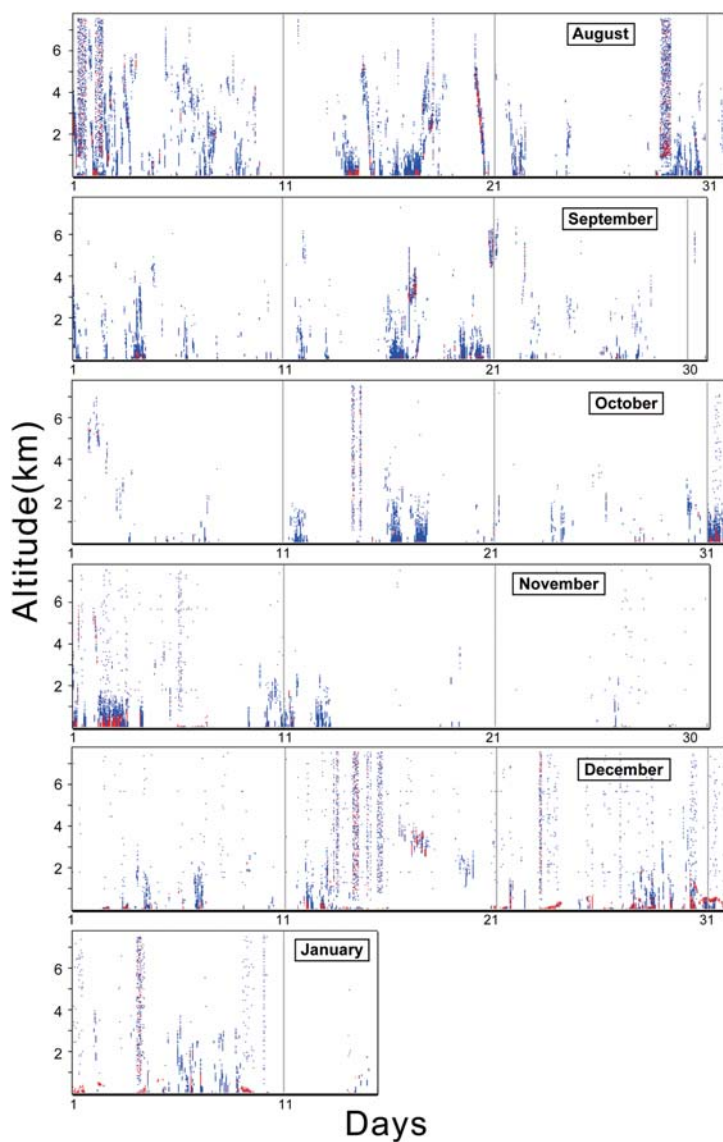


図 1 (続き)

Fig. 1 (continued).

くつかの高度について示す。2月、12月、1月には、シーロメータの光が届かない割合が最下層から高度 1500 m の間に測定時間の 10–20% 程度へと比較的急に増加する。すなわち、大きな後方散乱係数を示す雲等が対流圏下層に現れている。後方散乱係数が $2.0 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上の光学的厚さが比較的厚い雲の出現頻度は冬季の対流圏下部でも高いが、シーロメータの光を遮断するような光学的厚さを持っていないことが示されている。

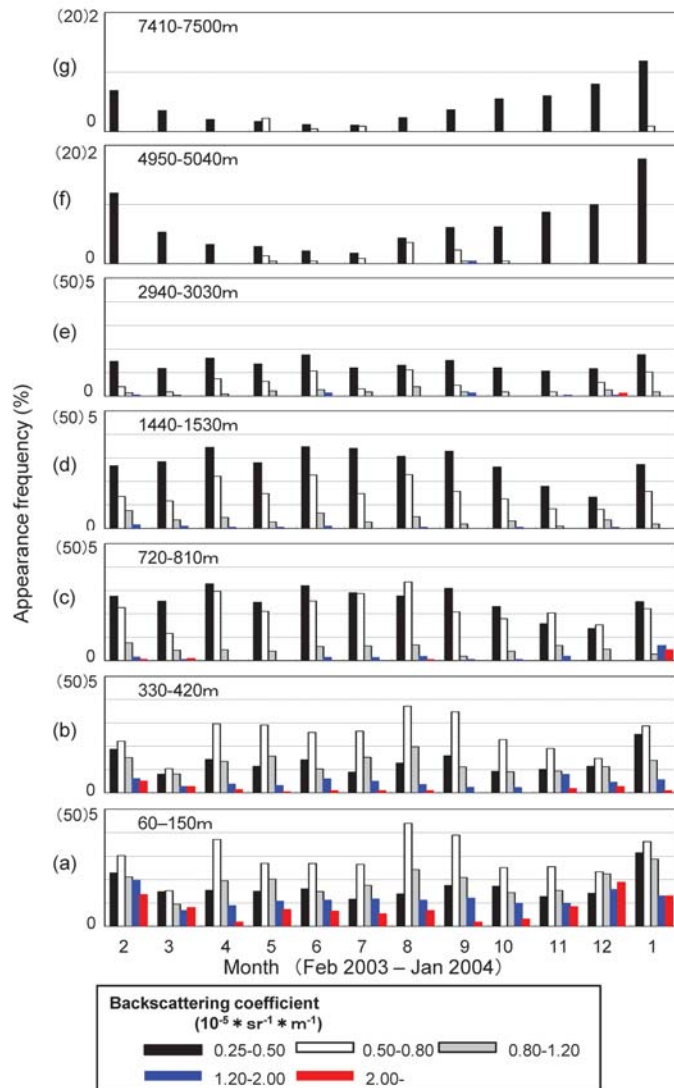


図 2 特徴的な高度における後方散乱係数別の出現頻度の季節変化。特徴的な高度として、(a) 気温逆転層下部 (60-150 m の平均)、(b) 気温逆転層上部 (330-420 m の平均)、(c) 気温逆転層上方の準等温層 (720-810 m の平均)、(d) 1500 m 層 (1440-1530 m の平均)、(e) 3000 m 層 (2940-3030 m の平均)、(f) 5000 m 層 (4950-5040 m の平均)、(g) 7500 m 層 (7410-7500 m の平均) を示す。後方散乱係数 (いずれも単位は $10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) は、0.25-0.5, 0.5-0.8, 0.8-1.2, 1.2-2.0, 2.0 以上の 5 つの強度帯に分ける。縦軸の単位は、0.25-0.5 の出現頻度に対して 0-50%, それ以外は 0-5% で示す。

Fig. 2. Seasonal variation in frequency of backscattering coefficients at each characteristic level. The characteristic levels are as follows: (a) lower ground-based temperature inversion layer (average for the 60-150 m height layer), (b) upper ground-based temperature inversion layer (330-420 m), (c) quasi-isothermal layer above ground-based temperature inversion layer (720-810 m), (d) layer at 1500 m above the surface (1440-1530 m), (e) layer at 3000 m (2940-3030 m), (f) layer at 5000 m (4950-5040 m), (g) layer at 7500 m (7410-7500 m). The backscatter coefficient is divided into five bands as follows: 0.25-0.5, 0.5-0.8, 0.8-1.2, 1.2-2.0, 2.0- in the unit of $10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. The range of the vertical axis covered 0-50% for 0.25-0.5 but 0-5% for others.

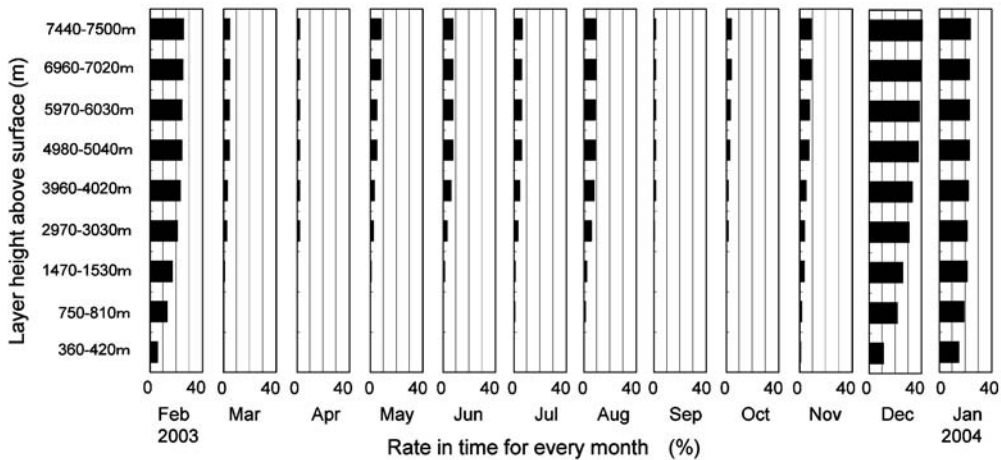


図 3 月別の、各高度における厚い雲の陰になる時間の割合 (%).
 Fig. 3. At each vertical level, the percentage (%) of time in each month when the level is located behind thick cloud.

また、5-8月の対流圏中層（地表からの高度 3000m 付近）を境に影になる時間的割合が増えており、図 1 の特徴と一致してここで比較的厚い雲が現れることを示唆する。一般に、太陽放射のない冬季の方が夏季に比べてシーロメータの感度（SN 比）がよくなることが知られており、夏季に太陽光に関連するノイズにより中上層の雲が測定され難くなる効果を厳密に検討するためには新たな観測が必要となる。

4. 夏季と冬季の例

明瞭な雲底が検出される事例として、2月3日について図 4 に示す。高度 500m から 600m 付近に後方散乱係数が $1.2 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ を越える領域がある。1300LT から 1400LT には雲の切れ目がありその後ろ側（上層）には雲が観測されないことから、光学的に厚いが、層厚の薄い雲が下層に現れていることを示している。その雲の下に降雪が観測される。同じ特徴の雲は夏季にしばしば現れた。

図 5 には 7 月 25 日の事例を示す。後方散乱係数の大きい部分がストリーク状に現れている。ストリークの最上部は後方散乱係数 $0.25 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上の領域として高度 1000-1500m 付近に現れ、高度 200m 以下では後方散乱係数 $1.2 \cdot 10^{-5} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上というように下層ほど急に後方散乱係数が大きくなる。ドームふじ基地では厚さ約 400m の接地気温逆転層が常に存在し、下層ほど氷晶粒子が成長しやすい環境である（Hirasawa *et al.*, 2003）ことと関連しているだろう。Smiley *et al.* (1980) は、南極点でのライダー観測の結果から接地気温逆転層内部で後方散乱係数が大きくなるパターンを見出しており、ここで示した降雪現象と同じ現象の可能性がある。しかし、彼らは単独プロファイルの特徴について議論しており、

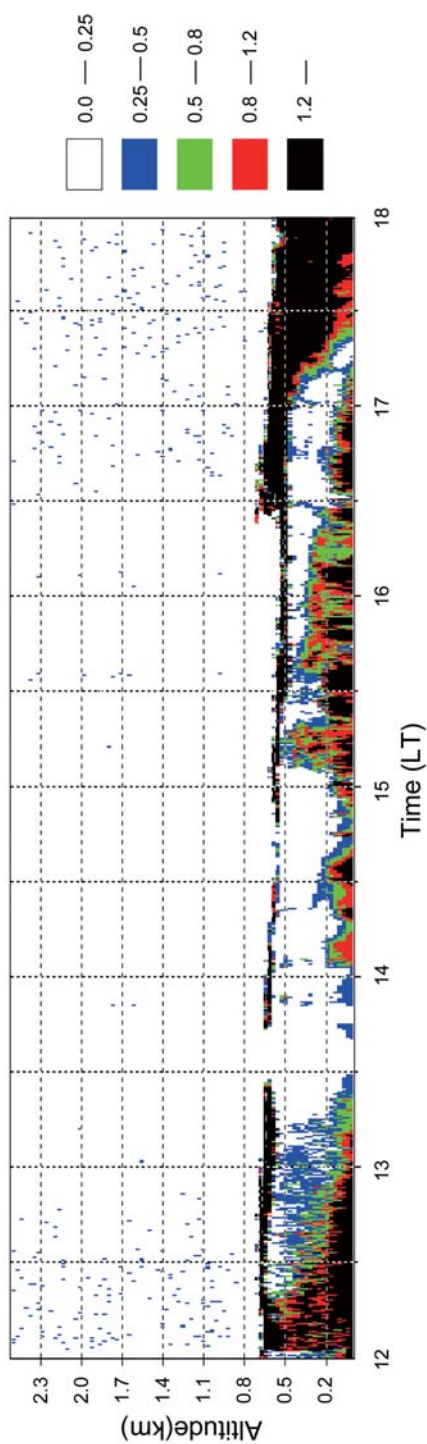


図 4 2003 年 2 月 3 日の 12 LT から 18 LT の後方散乱係数の高度—時間断面。
Fig. 4. A height-time section of distribution in backscattering coefficient for 12–18 LT 3 February 2003.

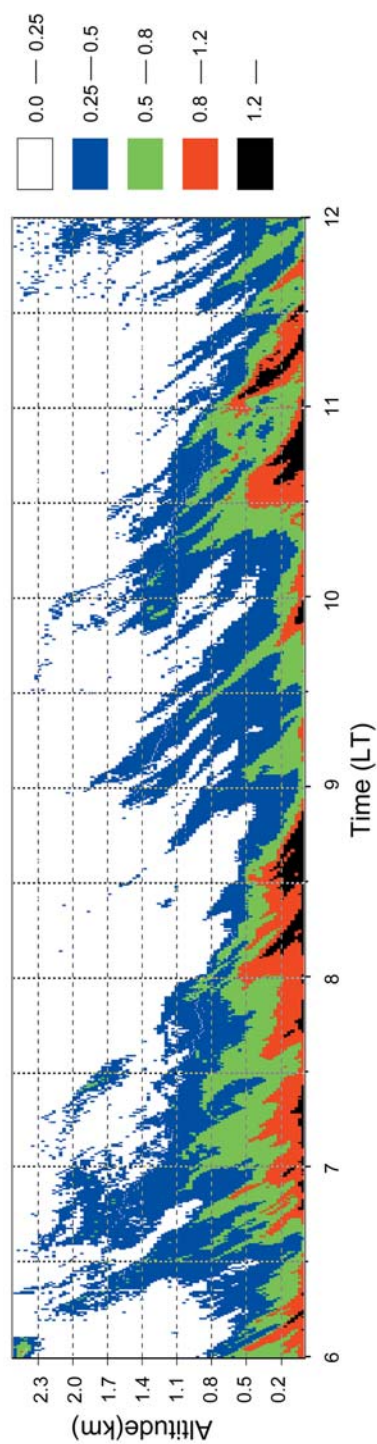


図 5 2003 年 7 月 25 日の 06 LT から 12 LT の後方散乱係数の高度—時間断面。
Fig. 5. A height-time section of distribution in backscattering coefficient for 06–12 LT 25 July 2003.

完全な比較はできない。また、彼らの観測では高度 200 m 以下では後方散乱光と受光部の光軸がずれているためデータが得られない。それに対して、今回の我々の測定は最低高度を 30 m とした 15 秒間隔のデータが得られており、時空間的に詳細な解析が可能である。

このストリークが氷晶粒子の降下によるものか、空間的な構造によるものかは厳密には判断できない。しかし、例えば、降下によるものとした場合、降下速度は $\sim 0.4 \text{ m/s}$ ($\sim 1.5 \text{ km/1 hr}$) となる。降下する平板状の氷晶粒子の終端落下速度は直径 300 から $400 \mu\text{m}$ でこの速度になる (Kajikawa, 1972)。Kameda *et al.* (2007) によりまとめられたデータレポートに掲載された 7 月 23 日 1730 LT に採取された降雪の写真によると、長径が約 $500 \mu\text{m}$ 程度の砲弾集合型の氷晶粒子が降雪粒子として観察できる。他の降雪の日にも同程度の大きさの氷晶粒子が観察される。氷晶粒子の構造が複雑になると空気抵抗が大きくなり端落下速度が遅くなるが、ドームふじの空気密度が通常の約半分であることを考慮すれば、このストリークが氷晶粒子群の降下そのものであることは十分に考えられる。

一方、この時の水平風速 $\sim 7 \text{ m/s}$ 、継続時間 1 時間 (降下開始高度 1500 m) とすれば空間的に $\sim 25 \text{ km}$ の水平スケールをもつ現象となる。Seko (1992)、瀬古 (1997) は NOAA 衛星の赤外センサーの解析から、冬季の南極氷床頂上部の温度分布が水平スケールが 20 km 程度の縞状・斑状構造を示すことを発見し議論した。平沢ら (2002) は、ドームふじ付近の NOAA データを用い、水平スケール 20 km 程度の温度の変動に相関をもって 2 つの異なる波長の赤外センサー (チャンネル 4 と 5) から得られる温度差にも変動があることを指摘している。この 2 つの波長帯は水蒸気や薄い雲がある場合に、各波長の射出率の違いから視線方向の異なった位置、従って異なった温度を反映するものである (Yamanouchi *et al.*, 1987)。これらのことから、シーロメータで測定されたストリーク状の氷晶粒子の分布構造が衛星で観測されてきた縞状・斑状の構造の実体である可能性がある。

5. ま と め

ドームふじ基地におけるシーロメータ観測から、雲及び降雪粒子の鉛直プロファイルの季節変化を明らかにした。シーロメータの観測できる大気層の厚さは 7500 m であり、ドームふじ基地では標高 3810 m から標高 11310 m が観測範囲となる。対流圏界面の高度が 9000 m であり、対流圏の全層と成層圏の底部を観測した。結果の概要は下記の通りである。

ドームふじ基地上空では 1 年を通して光学的に厚い雲及び降雪は少ない。その中で、夏季の 2003 年 2 月, 12 月, 及び 2004 年 1 月には高度 1000 m 以下に光学的に厚い (シーロメータのレーザー光を遮断する) 雲が現れることが全測定の 10–20% と比較的多かった。その事例の一つでは、高度 600–800 m 付近に光学的に厚い雲層があったが、雲の切れ目からはその上空に別の雲は観測されていないことから、空間的には薄い雲に覆われていたことが示唆された。一方、冬季には対流圏中上層で光学的に薄い雲の出現頻度が夏季よりも高くなった。こ

れとは別に、夏季のようにレーザー光を遮断するほどの光学的な厚さは持たないものの、比較的光学的に厚い降雪が対流圏下層で観測された。その事例の一つでは、高度 1500 m 付近からのストリーク状の降雪が見られ、地表面に近付くに連れて後方散乱係数が大きくなる特徴を示した。これは、Smiley *et al.* (1980) や Seko (1992)、瀬古 (1997) らの過去の研究に関連した現象を、時空間的に高密度な観測データで捉えた可能性がある。

謝 辞

ドームふじ基地でシーロメータの観測を実現していただいた第 44 次南極地域観測隊ドームふじ越冬隊員の皆様に感謝いたします。測定値の解釈について、国立極地研究所の矢吹正教氏に有益な助言をいただきました。

文 献

- Fujita, K. and Abe, O. (2006): Stable isotopes in daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18503, doi: 10.1029/2006GL026936.
- Hayashi, M., Sudo, M., Shiraishi, K., Hirasawa, N., Yamanouchi, T., Shibata, T., Iwasaka, Y., Nagatani, M. and Nakada, A. (2004): Backscattering properties of tropospheric clouds and aerosols observed by a lidar at the Dome Fuji Station in 1997. Data of Project on Atmospheric Circulation and Material Cycle in the Antarctic, Part 3. JARE Data Rep., **278** (Meteorology 38), 105 p.
- 平沢尚彦・林 政彦・川村泰史・西平 亮・西村 淳・福田正人 (1998): ドームふじ観測拠点における GPS 高層気象ゾンデの通年観測. 第 21 回極域気水圏シンポジウム講演要旨集, 116–117.
- Hirasawa, N., Hayashi, M., Kaneto, S. and Yamanouchi, T. (1999): Aerological sounding data at Dome Fuji Station in 1997. Data of Project on Atmospheric Circulation and Material Cycle in the Antarctic, Part 1. JARE Data Rep., **238** (Meteorology 32), 183 p.
- 平沢尚彦・改井洋樹・山内 恭 (2002): 昭和基地で再開された NOAA 衛星受信の概要と初期的成果. 南極資料, **46**, 40–55.
- Hirasawa, N., Hayashi, M. and Yamanouchi, T. (2003): An examination of correction of humidity by Vaisala RS80-A radiosondes for experiments and measurements at an inland Antarctic station. *Polar Meteorol. Glaciol.*, **17**, 94–102.
- Kajikawa, M. (1972): Measurement of falling velocity of individual snow crystals. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **50**, 577–584.
- Kameda, T., Azuma, N., Furukawa, T., Ageta, Y. and Takahashi, S. (1997): Surface mass balance, sublimation and snow temperatures at Dome Fuji Station, Antarctica, in 1995. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **11**, 24–34.
- Kameda, T., Fujita, K., Sugita, O. and Hashida, G. (2007): Glaciological data collected by the 44th Japanese Antarctic Research Expedition during 2003–2004. JARE Data Rep., **298** (Glaciology 32), 92 p.
- Mahesh, A., Campbell, J.R. and Spinhirne, J.D. (2005): Multi-year measurements of cloud base heights at South Pole by lidar. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09812, doi: 10.1029/2004GL021983.
- Motoyama, H., Hirasawa, N., Satow, K. and Watanabe, O. (2005): Seasonal variations in oxygen isotope ratios of daily collected precipitation and wind drift samples and in the final snow cover at Dome Fuji Station, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **110**, D11106, doi: 10.1029/2004JD004953.
- Seko, K. (1992): Preliminary study of katabatic wind by using NOAA AVHRR data. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **5**, 167–173.
- 瀬古勝基 (1997): 南極域の衛星観測. 南極資料, **41**, 415–432.
- Smiley, V.N., Whitcomb, B.M., Morley, B.M. and Warburton, J.A. (1980): Lidar determinations of atmospheric ice crystal layers at South Pole during clear-sky precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **19**, 1074–1090.
- Yamanouchi, T., Suzuki, K. and Kawaguchi, S. (1987): Detection of clouds in Antarctica from infrared multispectral data of AVHRR. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 949–962.